地 质 学 报
1988 年 ACTA GEOLOGICA SINICA 第 1 期

层状结构边坡体中地下水运动特征及有限单元模拟方法

万 力 田开铭 陈明佑
（中国地质大学北京研究生院）

本文研究了层状结构边坡体中，相对弱透水层对其中地下水运动的作用。在这类边坡体中，当地下水位整体下降，且相对弱透水层的渗透性小于相邻透水层一定倍数时，则不同渗透性地层内的水位下降速度不一致，最终就会造成垂直剖面上水位的不连续现象。对这种现象的形成过程，文中提出了一个在垂直二维剖面上的有限元近似模拟方法，并用于一个实际例子的计算。结果表明，在层状结构边坡体中，相对弱透水层的存在对其中的地下水位分布有着不可忽视的影响；同时，计算结果也证实了所提出的有限元模拟方法是切实可行的。

在水库工程建设中，边坡稳定性是一个突出的问题。引起边坡失稳的各种因素中，地下水的作用最为重要。特别是当水库水位发生骤降，而边坡体又由低渗透性的岩层组成时，由于其中地下水不能及时向外排泄，就可能在边坡体中形成较高的水压力，因而严重影响了边坡的稳定性。边坡体内地下水动力条件的变化与地下水运动特征、水位分布密切相关，所以，在这种情况下，正确模拟和计算边坡体中的水位分布是评价边坡稳定性的关键所在[1,2]。

一般，在计算层状结构边坡体中的水位分布时，人们往往忽视了相对弱透水层对地下水运动所起的作用，因而导致计算结果有较大的误差，甚至会得出错误的结论[2]。我们通过理论分析和数值模拟计算，认为层状结构边坡体中的相对弱透水层对地下水位的分布有着不可忽视的影响；同时，对于渗透性差别较大的不同透水层界面处特殊的地下水运动现象，提出了一种有限元模拟方法。

一、层状结构边坡体

层状结构边坡体，是指由渗透性大小不同的地层组成的边坡体。边坡体中的地层倾向可与边坡面倾向一致（图 1a)，也可与边坡面相反（图 1b)。当然，这两种结构体的地下水运动特征还是有差异的，其边坡稳定性的评价意义也有所不同。具层状结构的地层岩性以砂、页岩互层最为常见，此外，在石灰岩地区也可见到性质类似的边坡体。

对于由砂、页岩组成的层状结构边坡体，相对弱透水层和透水层往往不止一层。为简化计算，我们假设边坡体的上、下为透水层，被一层厚度稳定的弱透水层分隔，并定义“上

本文 1987 年 2 月收到，6 月改回，梁少颜编辑。

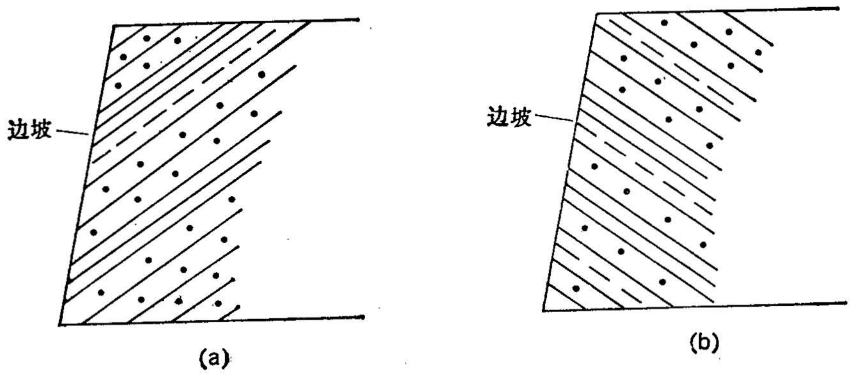

图 1　层状结构边坡体
Fig. 1　The layered slopes

层水位”为弱透水层以上地层中的地下水位，“下层水位”为弱透水层以下地层中的地下水位，弱透水层与下透水层之间的交界面称为“下层顶板”(图 2)。

在研究这类边坡体中的地下水运动特性之前，我们首先定性地讨论一下相对弱透水层的作用。当弱透水层与上、下地层的渗透性差别不大或近乎相等时，在边坡体充水后，则在整个边坡体中的地下水只有一个自由水面 (图 3a)，在上、下两透水层中的地下水通过其间的相对弱透水层传递水压力。

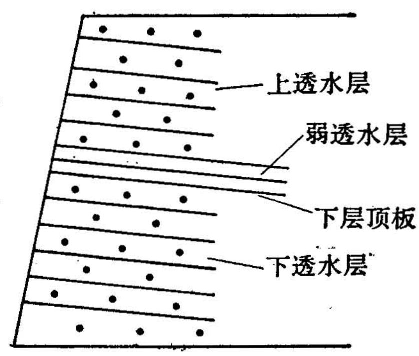

图 2　边坡体简化模型
Fig. 2　The simplified model of a layered slope

当相对弱透水层的渗透系数小于上、下透水层一定数值时，在边坡体充水后，下层地下水仍保持一定的水位。这时，就形成了上、下两个自由水面的状态 (图 3b)，因而可以认为上、下两个透水层中地下水压力被其间的相对弱透水层隔断，互不联系。

对应于上述两种不同的地下水水位分布，就有不同的水压力状态。从图 3a 中可见，当相对弱透水层的渗透性与上、下透水层的渗透性相差不大时，则对边坡作用的水压力就大。当弱透水层渗透性较上、下透水层小得多的情况下，则弱透水层把水体分成上、下两个独立部分，因此，对边坡体作用的水压力就小得多 (图 3b)。

由于边坡体中地下水运动的各种边界条件(如水库水位的下降速度，边坡体的几何形状等) 都会对水位产生影响，因而容易使人们对渗透性在地层剖面上的多重变化认识不足，以致造成许多边坡及坝体的渗透性模拟中忽视了透水层的分层特性。应该指出，地下水在层状结构边坡体中的运动具有特殊性，尤其当补排边界上的条件发生骤变时表现得更为明显。任何忽视边坡体渗透性具有的层状结构特点的水文地质模拟计算，无疑是不符合实际情况的。显然，研究层状结构边坡体中厚度相对稳定的弱透水层对其中地下水

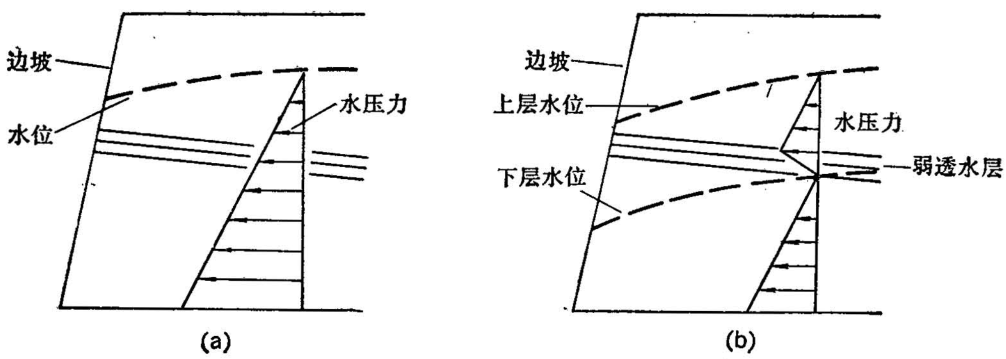

图 3　边坡体中的地下水压力
Fig. 3　The head of ground water in slopes

运动的影响和作用具有重要的意义。为此，本文提出了一种有限元数值计算方法，用以模拟这类边坡体中下层水位脱离下层顶板的地下水运动现象，从而可以近似解决层状结构边坡体中地下水运动特征的模拟问题。

二、数学模型

为了建立描述层状结构边坡体中地下水运动特征的数学模型，根据正在设计中的某座水坝资料，我们对将作为坝体一部分的天然单薄分水岭，在某一个典型的横剖面上概化出一个二维渗流模型（图 4）。在模型中，把该坝体左边的迎水坡作为变水头的进水边界；右边的背水坡作为地下水的排泄边界。上、下透水层中夹有一相对弱透水层。

当水库蓄水达设计最高库水位后，地下水在边坡体内呈稳定流状态，形成一个上游补给、下游排泄的稳定流场（图 4）。

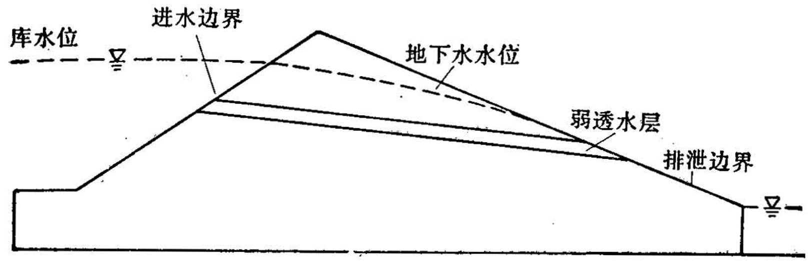

图 4　边坡体内的稳定地下水位
Fig. 4　The steady ground water level in a slope

当水库水位骤降至某一水位后，在初始阶段，边坡体中的地下水位发生变化，迎水坡由原来的进水边界转变为排泄边界（渗出面），而在边坡体内的地下水则形成分水岭（图 5），此时的下层水位尚未脱离下层顶板，地下水的运动方程及边界条件如下[3]：

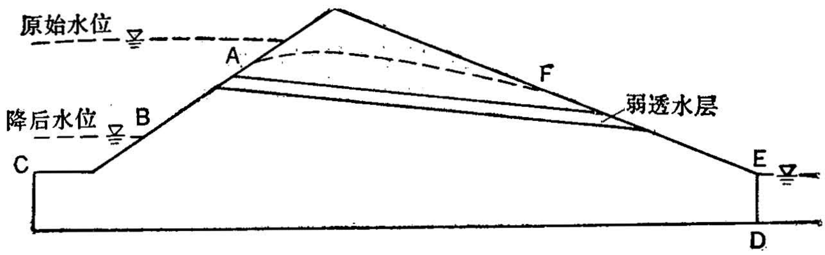

图 5　水库水位骤降后边坡体内的水位

Fig. 5　The ground water level in a slope when the water level of reservoir has suddenly descended

$$
\begin{cases}
\dfrac{\partial}{\partial x}\left(K\dfrac{\partial H}{\partial x}\right)+\dfrac{\partial}{\partial z}\left(K\dfrac{\partial H}{\partial z}\right)=S\dfrac{\partial H}{\partial t} \\
H|_{t=0}=H(x,z,0) \\
H|_{\Gamma_{AF}}=z,\quad \left.\dfrac{\partial H}{\partial n}\right|_{\Gamma_{AF}}=0 \\
H|_{\Gamma_{AB}}=z,\quad H|_{\Gamma_{FE}}=z \\
\left.\dfrac{\partial H}{\partial n}\right|_{\Gamma_{CD}}=0 \\
H|_{\Gamma_{BC}}=H_1,\quad H|_{\Gamma_{ED}}=H_2
\end{cases}
\tag{1}
$$

式中：

H——地下水水位；

x，z——水平坐标，垂直坐标；

K，S——渗透系数，贮水率；

H_1——水库骤降后水位；

H_2——下游水位

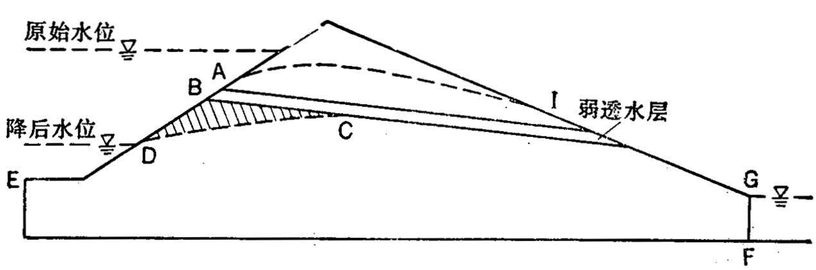

图 6　下层地下水位脱离下层顶板

Fig. 6　The divorce of ground water level in lower layer from the layer's roof

随着时间的延续，边坡体内的地下水位亦逐渐随之下降，如弱透水层的渗透系数远小于下透水层的渗透系数时，则在弱透水层中的水头下降速度要小于下透水层中的水头下降速度，最终就会出现下层水位脱离下层顶板，而在上透水层中仍保持水位的现象(图 6)。

该条件下的地下水运动方程为：

$$
\begin{cases}
\dfrac{\partial}{\partial x}\left(K\dfrac{\partial H}{\partial x}\right)+\dfrac{\partial}{\partial z}\left(K\dfrac{\partial H}{\partial z}\right)=S\dfrac{\partial H}{\partial t} \\
H|_{t=0}=H(x,z,0) \\
H|_{\Gamma_{AI}}=z,\ \left.\dfrac{\partial H}{\partial n}\right|_{\Gamma_{AI}}=0 \\
H|_{\Gamma_{CD}}=z,\left.\dfrac{\partial H}{\partial n}\right|_{\Gamma_{CD}}=Q(x,t) \\
H|_{\Gamma_{BC}}=z \\
H|_{\Gamma_{AB}}=z,\ H|_{\Gamma_{IG}}=z \\
\left.\dfrac{\partial H}{\partial n}\right|_{\Gamma_{EF}}=0 \\
H|_{\Gamma_{DE}}=H_1,\ H|_{\Gamma_{FG}}=H_2
\end{cases}
\tag{2}
$$

由于下层水位脱离顶板，因而有一部分区域(图 6 中的阴影部分)成为非饱和状态，且随着时间的延续和水位的不断下降而增大，该区域的下边界是下层地下水自由水面，上边界是弱透水层的底部界线。由于上透水层中仍存在地下水，故有一部分上层地下水通过弱透水层，垂向流过非饱和区域，到达或补给下层地下水自由面。因为模拟非饱和带的方程和数值解法较为复杂，所以，在方程 (2) 中，避开了模拟非饱和区域中地下水的运动问题，把该区域排除在计算区域以外，而只考虑有关的上、下两个边界。

对于非饱和区域的上边界，由于是非饱和带与饱和带的界面，水压力等于大气压力，水位必定等于垂直坐标，又因边界与弱透水层的底界一致，故已知垂直坐标，因此，图 6 中的 BC 段作为定水头边界处理。非饱和区域的下边界，是一未知位置的自由水面，且有上透水层的地下水补给，因此，该边界可作为自由水面边界处理，再增加一个补给流量。其中补给流量的大小等于通过弱透水层往下渗漏的水量。

以上数学模型只是一近似模型，是否合理地概化了地下水运动的特征，则须用有限元数值法对上述方程进行求解，看用此模型计算出的结果是否符合实际情况。

三、有限元模拟方法及结果

为了进一步从定量上了解弱透水层与上、下透水层渗透系数的相对差别对边坡体中的地下水位分布的影响，我们采用有限单元法对上节所述模型进行了求解。关于模型中的自由水面和渗出面的确定，目前已有较为成功的处理方法，不再赘述[4,5,6,7]。这里着重说明下层水位逐渐脱离下层顶板后，地下水位的模拟方法。

当水库水位骤降后，边坡体的迎水坡由原来的定水头补给边界转变为渗出面，靠近渗出面的下层水位首先开始脱离下层顶板。随着时间的延续，脱离区逐渐加大。在有限元计算中，对于非稳定流条件下，在每一时段中，让计算机自动判别下层顶板处的结点水位是否小于该结点的垂直坐标。如果是，则认为该结点处的下层水位已脱离顶板。这时，对该结点进行双结点编号，使水位脱离顶板部分形成两个边界，下层中的边界是有入渗补给

的自由水面，而下层顶板则处理成定水头边界，水位等于其垂直坐标。补给下层中自由水面的水量，则通过计算流过相对弱透水层底板的渗漏量获得。

利用上述方法，我们对前面所建立的方程进行求解，计算区域见图 7，计算中把区域划分成 226 个单元，139 个结点。当弱透水层渗透系数等于 0.05 米/日，而上、下地层渗透系数都为 0.5 米/日时，即渗透性相差 10 倍的情况下，所计算的水位分布见示意图 7。当弱透水层渗透系数等于 0.025 米/日，上、下层渗透系数都为 0.5 米/日，即相差 20 倍的情况下的水位分布见图 8。

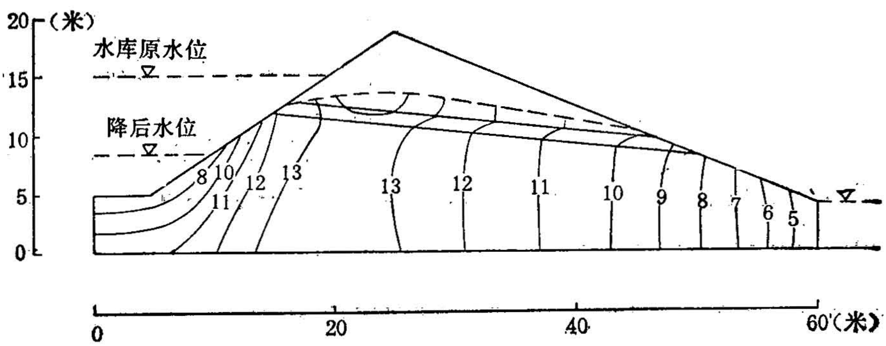

图 7　上、下透水层渗透性大于相对弱透水层 10 倍时的地下水等势线

Fig. 7　The isopotential line of ground water when the permeability of the overlying and the underlying layers is 10 times more than that of the intermediate impending layer

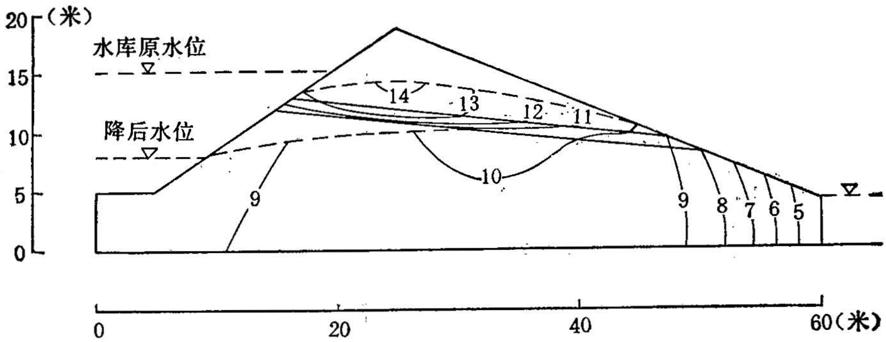

图 8　上、下透水层渗透性大于相对弱透水层 20 倍时的地下水等势线

Fig. 8　The isopotential line of ground water when the permeability of the overlying and the underlying layers is 20 times more that that of the intermediate impending layer

从图 7，8 中可见到，当上、下透水层与弱透水层的渗透系数之比等于或小于 10 倍时，上层水位已降至弱透水层内，而下层水位仍未脱离顶板，因此，可以认为，在这种条件下，边坡内不会出现上、下两个自由面的情况。然而，当上、下透水层与弱透水层的渗透系数之比等于或大于 20 倍时，则上层水位尚未降至弱透水层顶板，下层水位就已脱离顶板，

从而在上层和下层中分别形成两个自由水面。

以上的讨论和计算,仅仅是从水文地质角度总结层状结构边坡体内的水文地质规律,为进一步探讨此类边坡工程地质问题产生的水文地质背景及进行工程地质评价提供参考。

四、结 论

通过上述分析和计算,可以得出以下结论:

1. 在层状结构的边坡体中,相对弱透水层的存在对地下水的水位分布的影响程度与相邻地层渗透性的大小有关,是边坡稳定性评价中不可忽视的因素。因此,在野外必须重视对边坡体进行合理的水文地质分层工作。
2. 文中所提出的数学模型及计算方法,既可用于层状结构边坡体中的水位计算,也可用于具有类似水文地质现象的含水层系统的水位计算,结果可作为水文地质分层的依据及指导进一步的勘探工作。

关于下层水位脱离下层顶板时的地下水运动机理是今后值得进一步研究的课题,显然,还应研究更为完善的计算方法以达到准确模拟这一现象的目的。

参 考 文 献

[1] Heok, E. and Bray, J, 1977, Rock slope engineering. The Institution of Mining and Metallurgy, London. pp. 127—149.

[2] 梁尧篪,1982,渗透水流对边坡稳定性的影响. 水文地质工程地质, Vol. 5, pp. 26—28。

[3] Taylor, R. L. and Brown, C. D., 1967, Darcy flow solutions with a free surface. J. Hydraul. Div., ASCE, Vol. 93, No. HY2, pp. 25—33.

[4] Finn, W. D. Liam, 1967, Finite-element analysis of seepage through dams. J. Soil Mech. Found. Div., ASCE, Vol. 93, No. SM6, pp. 41—48.

[5] France, P. W., Parekh, C. J., Perters, J. C. and Tatlor, C., 1971, Numerical analysis of free surface seepage problems. J. Irrig. Drain Div. ASCE, Vol. 97, No. IR1, pp. 165—179.

[6] Kazda, I., 1978, Free surface seepage flow in earth dams. Proc. of the 2nd Int. Conf. on Finite Element in Water Resources, Imp. College, London. pp. 1. 103—1.119.

[7] Newman, S. P. and Withspoon, P. A., 1981, Analysis of nonsteady flow with a free surface using the finite element method. Water Resour. Res., Vol. 7, No. 3, pp. 889—897.

FEATURES OF GROUND WATER FLOW IN LAYERED SLOPES AND THE FINITE ELEMENT METHOD

Wan Li, Tian Kaiming and Chen Mingyou

(Beijing Graduate School, China University of Geology, Beijing)

Abstract

The effect of the relative aquitard layers on the ground water flow in layered slopes is discussed in this paper. When the ground water level in the slopes falls as a whole, the heads of ground water in the layers of varied permeabilities do not descend synchronistically if the permeability of the relative aquitard layers are a certain times lower than that of the adjacent permeable layers. Consequently, the ground water head disconnection will appear in a vertical section. For the process, an approximate finite element simulating method in a vertical two-dimensional section is proposed and applied. The results show that the relative aquitard layers exert an unneglected effect on the ground water head distribution in the layered slopes and that the proposed finite element method is realistic.